

LA IRRADIACION SOLAR DIRECTA COMO INDICE DE LA ACTIVIDAD ATMOSFERICA

1. Introducción

El comportamiento de la atmósfera a escala estacional y en latitudes no tropicales es, quizá por su evidencia, fácil de comprobar por toda persona con alguna preocupación en observar la evolución del tiempo meteorológico.

En ¹ se puede encontrar una síntesis correcta de la actuación de la atmósfera en función del estado térmico relativo con la superficie terrestre en cada época del año. Allí se establecen dos periodos importantes de cambio:

- Durante el fin del invierno y comienzos de la primavera astronómicos la atmósfera se comporta como una masa fría.
- Al final del verano y principio del otoño la atmósfera actúa como una masa cálida.

Esto se produce independientemente de la situación dinámica reinante, la cual producirá efectos suplementarios con una acentuación o amortiguamiento de las características meteorológicas propias de cada masa de aire.

Las causas de tan diferente comportamiento de la atmósfera son enteramente astronómicas.

En el comienzo de la primavera hay un rápido incremento de la insolación solar, tanto por la mayor duración de la insolación como por alcanzarse con relativa prontitud alturas solares superiores. La superficie terrestre absorbe directamente gran parte de la radiación solar incidente (del 45 al 48 %) y se calienta más rápidamente que el aire troposférico, el cual sólo absorbe del 15 al 20 % de radiación de onda corta.

Las capas atmosféricas reciben ese rápido aumento de energía con posterioridad al suelo, ya que es de la emisión propia de éste, efectuada en forma de radiación de onda larga, de quien absorben energía en mayor grado, así como de las capas atmosféricas subyacentes. De esta forma se produce un efecto de «inercia» tanto mayor cuanto más elevada sea la capa atmosférica. El resultado es que durante un periodo de tiempo el suelo está más caliente que el aire que sobre él reposa y la atmósfera se comportará como una masa fría; el efecto se acentúa después del mediodía por la onda térmica diaria. Las consecuencias ² son de sobra conocidas: una mayor transparencia y una mayor actividad convectiva acentuada durante la tarde.

En los inicios del otoño la situación es la opuesta a la descrita con un enfriamiento del aire posterior al del suelo sobre el que se asienta, transformándose la atmósfera en términos relativos con la superficie terrestre en una masa cálida. El aumento de estabilidad con probable formación de inversiones térmicas favorecerá la aparición de neblinas, estratos bajos, etc., predominantes durante la mañana.

Pero, ¿cuándo se produce el paso de una estación a otra?, y ¿cómo es de rápido el cambio? A estas preguntas nos proponemos responder a partir de los parámetros radiométricos observados en el Centro Radiométrico Nacional.

2. Relación de insolación mañana-tarde

Se han analizado los datos del Observatorio de Madrid-Ciudad Universitaria desde enero de 1981 hasta abril de 1985 relativos a irradiación directa (I), global (G) y difusa (D).

Aunque los tres parámetros muestran características comunes e ilustrativas del efecto que consideramos, esencialmente cuando son tratados en términos relativos, alguno de ellos se presenta como más representativo.

Entre los diversos tratamientos posibles que se pueden dar a los valores registrados de irradiación en forma relativa, se ha considerado como más adecuado para el fin propuesto la relación entre la radiación recibida a nivel del suelo desde la salida del Sol hasta el mediodía solar verdadero (I_M , G_M , D_M) y la recibida durante el resto del día (I_T , G_T , D_T) en forma de cociente y expresada en tantos por mil.

Con el estudio de valores relativos medios decenales la dispersión de los datos es demasiado grande para poner de manifiesto ese comportamiento con la necesaria claridad que esta divulgación pretende; por ello se ha optado en presentar el trabajo basado en valores medios mensuales. Aquel que desee efectuar un análisis más fino encontrará el material necesario en ³.

A pesar de las grandes anomalías de algunos meses, en el análisis año por año parece repetirse un ciclo anual en los valores relativos (ver gráfico 1), que puede permitir la determinación de la fecha en que la radiación matinal es superior a la vespertina, lo que reflejará el comienzo de la primavera meteorológica, y viceversa para establecer el principio del otoño. En principio se considerará el efecto de la nubosidad como principal factor en la disminución de radiación directa, y posteriormente se verá el efecto sobre la radiación global.

La hipótesis de partida es la siguiente:

En una masa de carácter frío la nubosidad predominante debe ser de tipo convectivo; la acción de la radiación solar sobre la superficie terrestre y el máximo térmico después del mediodía provocará mayor nubosidad por la tarde que durante la mañana. La radiación directa recibida en el suelo debe de dar un índice de la diferencia de nubosidad y el momento en que la atmósfera empieza a comportarse como masa fría se corresponderá con una diferencia positiva de radiación mañana-tarde. La menor radiación recibida por la tarde será un indicativo de la existencia de mayor nubosidad en ese periodo como consecuencia del predominio del carácter de masa fría de la atmósfera, independientemente de los valores térmicos absolutos alcanzados por la misma y por la superficie terrestre.

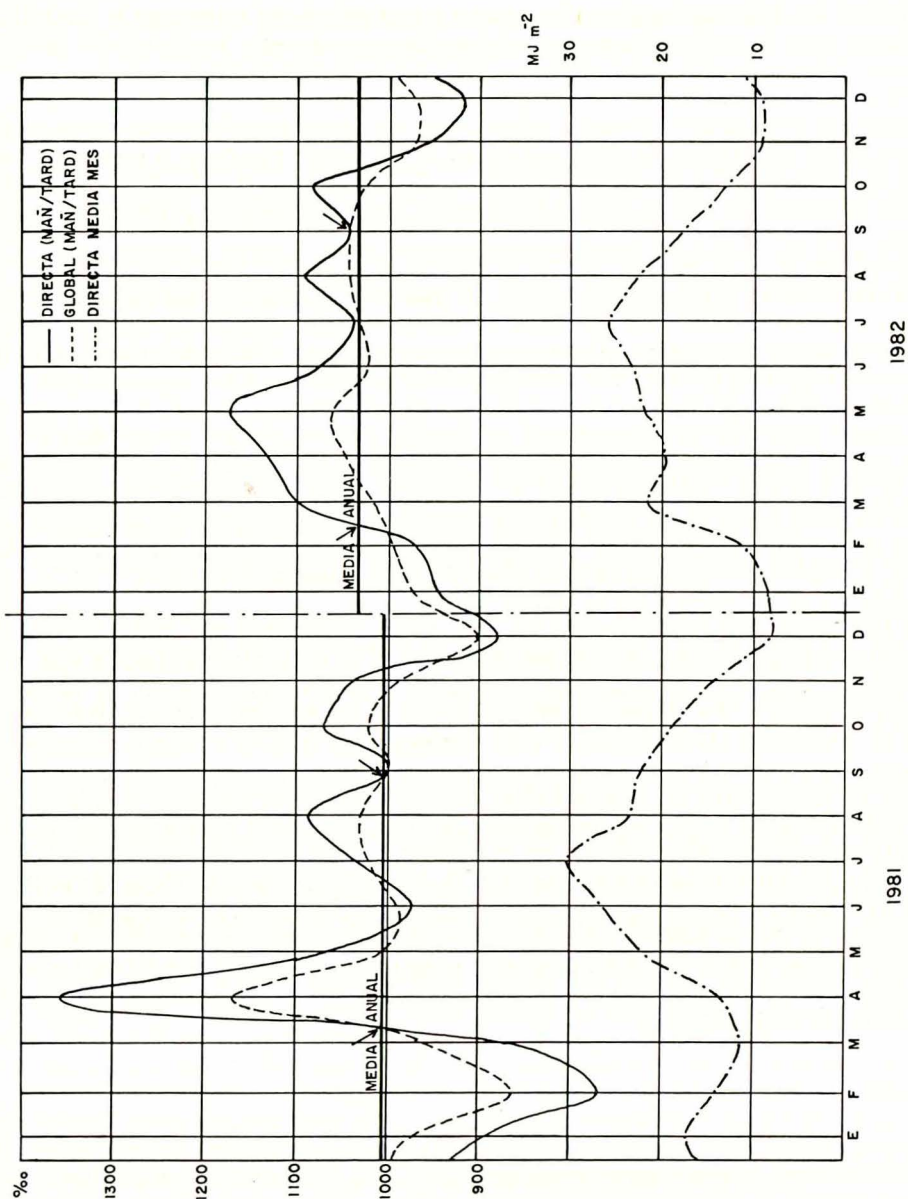
En lo relativo a la entrada del otoño ocurre todo lo contrario: la atmósfera actúa como una masa cálida con mayor estabilidad en las capas bajas durante la mañana debido al enfriamiento nocturno y es mayor la probabilidad de formación de estratos durante ese periodo. Como consecuencia, la radiación vespertina será superior a la matutina.

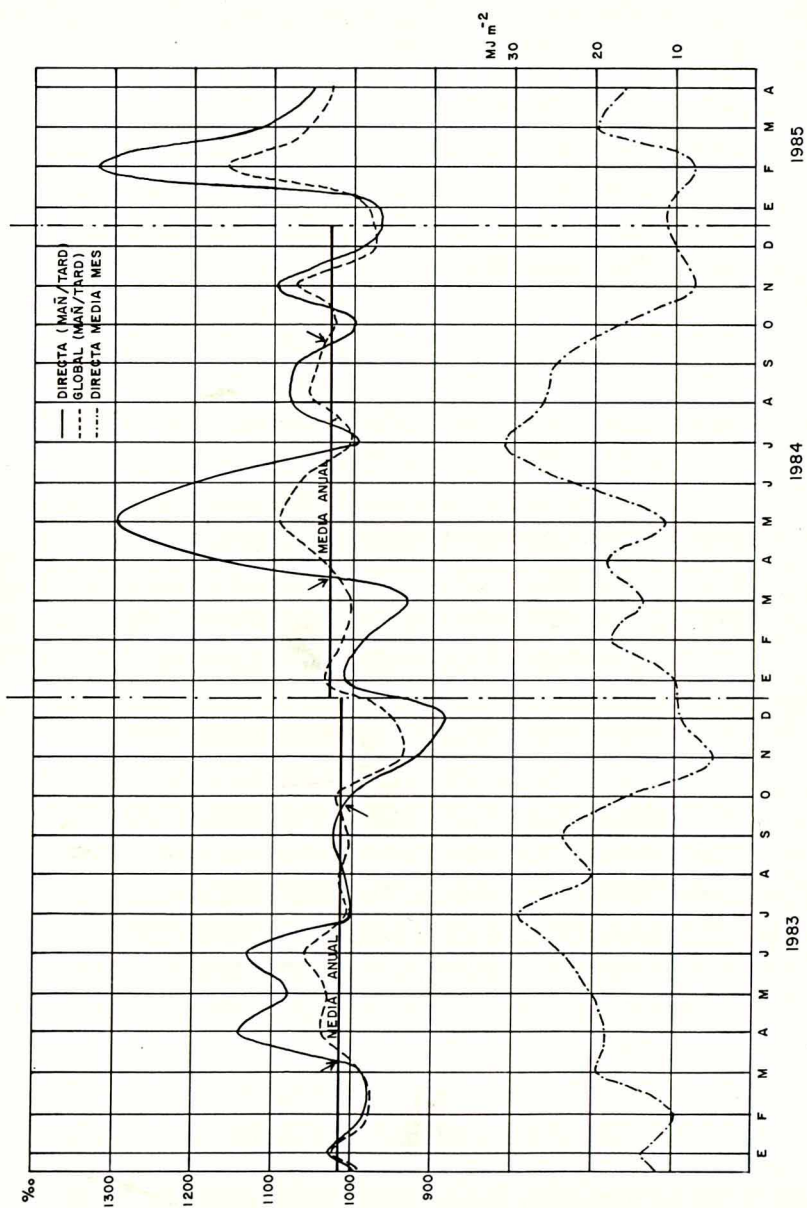
3. Características generales del período 1981-84

El gráfico 1 muestra la evolución de las relaciones mañana/tarde para la irradiación directa y global desde enero de 1981, y la irradiación directa diaria media en cada mes.

A partir de la relación I_M/I_T se observan las siguientes características generales:

- Hay una variación mucho más rápida al final del invierno que al final del verano, excepto en el año 1983 en que ambas son del mismo orden.
- Un máximo primaveral único entre abril y mayo, con la misma excepción anterior en que aparece un segundo máximo en junio, pero siendo ambos de menor entidad que el resto de los años observados.
- Se producen dos máximos relativos en verano y otoño, excepto en 1983 en que aparecen fundidos en uno más amortiguado. Estos máximos tienen





distinto origen, mientras que el primero se corresponderá a inestabilidad de origen local de baja térmica sobre la Península Ibérica y que no deberá reflejarse en las estaciones del litoral, el segundo está producido por la advección de masas de aire de origen atlántico.

- Se observa un mínimo absoluto centrado normalmente en diciembre, que se corresponde con la época de máxima estabilidad en la estación fría.
- Un último máximo relativo, normalmente en enero, debe corresponder a una situación persistente con advección de aire frío continental que, si no llega a inestabilizar la atmósfera, si produce mayor nubosidad vespertina, compensando en parte la estabilidad de ese periodo. Su retraso hasta febrero produce normalmente mayor inestabilidad.
- Por último, dos mínimos relativos en julio (adelantado a junio en 1981) y en septiembre indican periodos de estabilidad prácticamente observables todos los años.

Todas estas características comunes se muestran en el gráfico 2, elaborado con los valores medios del periodo 1981-84.

De acuerdo con estos parámetros parece que el año 1983 es el más anómalo en su comportamiento climatológico, con grandes desviaciones sobre la media del periodo considerado en enero, mayo, junio y agosto.

El gráfico 2 también nos indica que la entrada de la primavera es normalmente más «violenta» que la del otoño, que viene precedido por periodos graduales de actividad convectiva. Esto se puede esquematizar diciendo que a la atmósfera le cuesta más esfuerzo enfriarse que calentarse, cosa lógica si se considera que el calentamiento de la misma se produce por radiación, conducción e intercambio turbulento, en tanto que se enfría esencialmente por radiación y conducción.

Algo similar se observa en la onda térmica diaria con una mayor rapidez en el ascenso térmico, que se produce normalmente durante la mañana y parte de la tarde, que en el enfriamiento, para el que necesita el resto de la tarde y toda la noche.

4. Estimación de fechas del cambio de estación

Así como la entrada de la primavera aparece claramente reflejada desde 1981 a 1984, la del otoño no es tan evidente en principio, al producirse el cambio más lento y sobre todo por la variación en la media que supone la anomalía del año 1983.

Al hacer el cómputo anual de irradiación recibida mañana y tarde, se encuentra una diferencia siempre positiva por la mañana que oscila entre un 0,7 y un 6,2 %, con un valor medio de 3,2. La localización de las distintas fechas se ha efectuado cuando la relación cambia de signo de forma significativa, pero para corregir el efecto de mayor irradiación matinal se ha llevado la referencia en cada año hasta el valor medio de I_M/I_T . Esto supone un ligero retraso en la determinación de la primavera y un adelanto para el otoño. En los gráficos, la referencia está marcada en una línea horizontal distinta para cada año.

Sobre el gráfico 2 se observa que, en promedio, la primavera meteorológica es puntual a su cita astronómica, el 22 de marzo, pudiendo presentarse entre el 1 de marzo y el 3 de abril según los años considerados; el momento del cambio se indica en el gráfico 1 con una punta de flecha.

La entrada del otoño se corresponde con el periodo de estabilidad que se produce antes del máximo de octubre-noviembre, con una fecha media del 25 de septiembre y oscilando entre el 12 del mismo mes y el 9 de octubre en los años tratados.

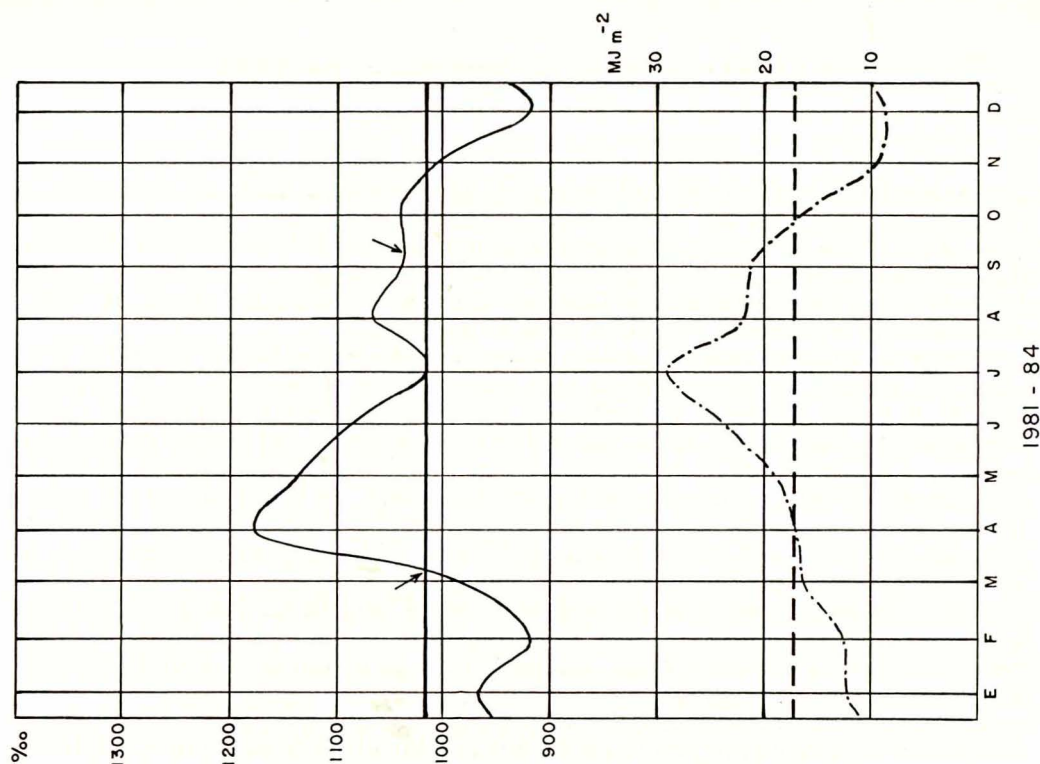


Gráfico 2. Media mensual del periodo 1981-84 de relación MAN/TARD de irradiación directa y directa diaria media mensual del mismo periodo.

5. Otros parámetros útiles

El método seguido con la radiación directa se ha utilizado también para la radiación global. El gráfico 1, en línea de puntos, presenta la evolución de la relación G_M/G_T , que ofrece características similares a la directa, aunque algo suavizadas. La coincidencia de los puntos críticos, excepto al final del verano de 1983, es prácticamente total, con algún retraso en la primavera y adelanto en el otoño. Por tanto, parece recomendable hacer extensivo el método a todas las estaciones principales de radiación con suficientes años de observación.

La irradiación difusa, con una evolución inversa a I y G en su relación mañana/tarde, permitirá asimismo una determinación similar, si bien se ha comprobado que un contraste aún menor a la entrada del otoño le hace ser menos útil.

La duración de la insolación, medida en mayor número de observatorios, por ser una consecuencia de la irradiación directa, podría también ser útil en la determinación local de cambios fuertes del comportamiento atmosférico. Para ello sería necesario dividir la evaluación diaria en sus dos periodos simétricos con el mediodía solar verdadero.

Antonio Gamo Baeza
Meteorólogo

REFERENCIAS

- 1 F. MORAN: *Apuntes de Termodinámica de la Atmósfera*, Madrid, 1944.
- 2 S. PETERSEN: *Weather Analysis and Forecasting*, vol. II, London, 1956.
- 3 INM: «Serie D» núms. 39, 41 y 44, Radiación Solar en España.